印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应*



姚檀栋[1,2] 朴世龙[1,2,3] 沈妙根[1,2] 高 晶[1,2] 杨 威[1,2] 张国庆[1,2] 类延斌[1,2]
高 杨[1,2] 朱立平[1,2] 徐柏青[1,2] 余武生[1,2] 李生海[1]

1 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心 北京 100101
2 中国科学院青藏高原研究所 北京 100101
3 北京大学 城市与环境学院生态学系 北京 100871

摘要 西风与印度季风两大环流是控制青藏高原气候与环境变化的决定性因素。研究显示两大环流的影响范围和程度具有明显的空间分异：基于降水稳定同位素实测与模型模拟发现青藏高原现代西风与印度季风的相互作用特征表现为3种模态，即印度季风模态、西风模态和过渡模态。基于湖泊沉积记录的分析，发现3种模态主控范围在历史时期不断发生变化。3种模态对现代青藏高原环境产生连锁式环境效应，使得该区的冰川、湖泊、生态系统变化具有明显的区域特征，具体表现为印度季风模态的冰川强烈退缩，湖泊趋于萎缩；西风模态的冰川趋于稳定甚至部分出现前进，湖泊趋于扩张；过渡模态的冰川退缩程度减弱，湖泊变化不明显。西风模态的植被返青期提前，印度季风模态的植被返青期推后，而过渡模态的植被过程比较复杂。

关键词 西风，印度季风，青藏高原，环境效应

DOI 10.16418/j.issn.1000-3045.2017.09.007

青藏高原是地球上海拔最高的地理单元，是除两极地区之外的地球“第三极”的主体[1]。其极高的海拔使降落在地表的水分形成高山冰川，在寒冷的气候条件下发育成广袤的冻土，从而构成了地球中低纬度地区最大的冰冻圈。同时，青藏高原是亚洲湖泊分布最为密集的地区之一，冰川融水与密布的湖泊为河流发育提供了持续稳定的水源，围绕青藏高原发育的十多条国内外重要的河流，为东亚、南亚占世界1/3的人口提供了重要的生活与生产用水[2]。青藏高原是西风与印度季风两大环流系统的交汇区，其变化不仅能够改变青藏高原地区的气候条件，也在更大的尺度上影响着东亚、南亚的气候变迁。在青藏高原独特

*资助项目：中科院战略性先导科技专项（B类）（XDB03000000）
修改稿收到日期：2017年9月12日

的气候、水文及土壤发育背景下，形成了典型的生态系统，并呈现脆弱的生态平衡。因此，青藏高原是响应全球气候变化最为复杂、最为敏感的地区之一。

青藏高原对全球气候变化的响应，包括冰川消融、冻土融化、径流变化、生态环境改变、自然灾害的加剧等，受到了国际学术界的广泛关注。事实上，西风和印度季风是驱动这些现代气候环境变化的主控因素。西风和印度季风两大环流的变化影响青藏高原的热力和动力条件[3]，进而影响其他圈层变化。因此，明确西风与印度季风相互作用及其环境效应是评估与预测未来气候变化对环境影响程度的核心问题，这一研究不仅在地球系统科学的理论研究中具有重要的意义，而且有利于第三极地区的社会经济发展以及服务更深层次的国家利益。

1 印度季风与西风相互作用的3种模态

稳定同位素（δ^{18}O 和 δD）被称为水的“指纹”，因此降水稳定同位素在印度季风和西风水汽输送和水循环过程中具有重要的指示意义。众多研究显示：西风和印度季风水汽传输与青藏高原降水 δ^{18}O 的变化密切相关[4-8]。我们以青藏高原24个站点长达10年的降水 δ^{18}O 观测结果为基础，结合目前最先进的3个高分辨率稳定同位素大气环流模型（LMDZiso，REMOiso 和ECHAM5wiso）的模拟结果和现代气象台站观测数据[7]，对青藏高原降水 δ^{18}O 的时空变化格局进行了综合分析（图 1）。研究发现降水 δ^{18}O 的时空分布模式与气温、降水量存在不同时间和空间尺度的相关性，因此将青藏高原降水 δ^{18}O 分为3个不同模态，即印度季风模态、西风模态和过渡模态。

时间上，西风模态表现为降水氧稳定同位素与气温具有相同的季节变化模式，即夏季高值，冬季低值（图 2a）。印度季风模态表现为降水氧稳定同位素在春季达到最高值，夏季达到最低值（图 2g），水汽来源在孟加拉湾和南印度洋之间的转变，导致了夏季出现降水 δ^{18}O的显著减小。过渡模态由于地处西风和印度季风影响交汇区，降水氧稳定同位素没有明显的季节性极值，当区域受单一

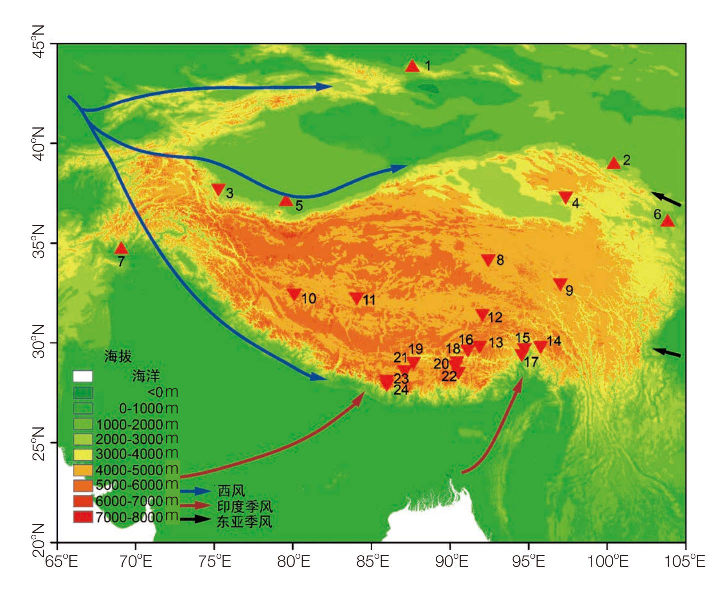


图 1　西风和印度季风水汽传输路径及青藏高原降水稳定同位素观测站位置示意图

红色三角形是青藏高原降水稳定同位素观测站的位置，其中正三角代表全球降水稳定同位素观测网络（GNIP）站，倒三角代表青藏高原降水稳定同位素观测网（TNIP）站[7]。站点依次为：1—乌鲁木齐，2—张掖，3—塔什库尔干，4—德令哈，5—和田，6—兰州，7—坎布尔，8—沱沱河，9—玉树，10—狮泉河，11—改则，12—那曲，13—羊村，14—波密，15—鲁朗，16—拉萨，17—奴下，18—白地，19—拉孜，20—翁果，21—定日，22—堆，23—聂拉木，24—樟木

主导大气环流控制时，温度效应相对更显著。在考虑季节性的情况下，西风模态的气温垂直递减率大于季风模态。稳定同位素大气环流模型准确地反映了3种模态中降水 δ^{18}O、降水量和温度的空间和季节变化（图 2）。这也证实了西风和印度季风对季节性降水 δ^{18}O的影响，并明确了大气环流对青藏高原降水 δ^{18}O 的影响机制[7]。

空间上，在夏季（每年6月—9月），在青藏高原30°N 以南地区，500 hPa 高度盛行南风和西南风，并在30°N—35°N 逐渐减弱，而西风则在 35°N 以北盛行，由南向北降水量逐渐减少（图 3a）。印度季风将南部海洋（即阿拉伯海、孟加拉湾和南印度洋）的水汽向高原输送。在冬季（每年 12月—次年 2月），西风主导整个青藏高原的水汽传输（图 3b）。这些季节变化都可通过降水 δ^{18}O 示踪。降水 δ^{18}O 值在夏季明显向北递增（图 3c），冬天反之（图 3d）。这进一步证明了西风和印度季风之间相互作用对青藏高原降水 δ^{18}O 空间分布的影响[7]。

图 2　青藏高原不同区域的降水δ^{18}O、降水量和温度的季节变化模式

观测数据（黑色）、LMDZiso（红色）、REMOiso（绿色）和 ECHAM5wiso（蓝色）。西风主导区 7 个站点：（a）月平均δ^{18}O（‰）；（b）月均降水量（毫米 / 月）；（c）月均温度（℃）；（d）—（f）示过渡区域 4 个站点的对应数据内容；（g）—（i）示印度季风主导区 13 个站点的对应数据内容[7]

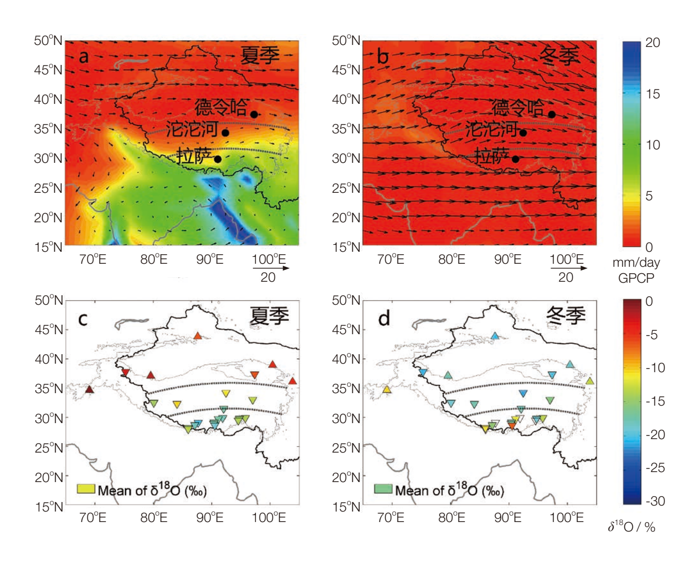


图 3　青藏高原及周边地区夏季和冬季平均风向和降雨量空间分布格局以及对应季节观测站的降水δ^{18}O 变化

（a）和（c）为夏季，（b）和（c）为冬季。（a）和（b）展示青藏高原及周边地区风向（箭头）和降雨量（阴影）的空间分布格局；（c）和（d）显示观测站的降水δ^{18}O（三角形）[7]

2 西风和印度季风相互作用的历史记录

中低纬度西风和印度季风会在历史时期发生改变，这必然对青藏高原地表水热组合及其热力作用产生重大影响，然而目前的研究仍然未能很好描述这一变化过程。我们利用青藏高原西风/印度季风影响过渡区的纳木错湖区现代花粉，建立了对不同大气环流控制条件下的响应特征的判别指标，并利用该指标与其他要素结合，分析了纳木错距今 2.4 万年以来连续的湖泊记录，发现青藏高原中部的气候记录响应北大西洋高纬地区的环境变化，但在不同气候条件下的联系机制不同[9]。该地区在距今 2.4 万年—1.65 万年前的冰盛期与冰消期主要受横跨欧亚大陆的西风控制，之后主要受印度季风的显著影响；全新世早期伴随着中低纬度太阳辐射的增强，出现青藏

高原地区特有的优越水热条件（图4）。末次冰消期以后（距今1.65万年前后），青藏高原地区由西风模态控制转为印度季风模态控制，这使青藏高原气候环境变化对全球变化的响应具有不同的机制。

3 西风与印度季风相互作用对现代冰川和湖泊的影响

现代印度季风和西风变化会导致它们各自控制区域的降水量发生改变，进而影响青藏高原冰川和湖泊变化。我们综合分析了青藏高原地区7个代表性区域内7 090条冰川过去30年的遥感面积变化，同时结合82条冰川的末端变化及15条典型冰川的物质平衡实地观测数据，从冰川面积变化、末端进退、冰量损失3个角度分析了青藏高原冰川变化的时空变化格局（图5）。研究结果显示：受印度季风影响的喜马拉雅山脉及青藏高原东南部呈现最强烈冰川萎缩，其特点是冰川末端强烈退缩、冰川面积急剧缩小、冰川物质平衡呈强烈负平衡。冰川萎缩程度从喜马拉雅山向西风季风相互作用过渡的高原内部递减，在西风控制的帕米尔高原萎缩程度最小，其特点是冰川长度退缩较少、冰川面积减少幅度较小、冰川物质呈微弱正平衡[10]。从时间尺度来看，青藏高原冰川呈现20世纪90年代以来加速亏损的趋势（图5d和e）。青藏高原监测时间最长和最连续的小冬克玛底冰川1989—2010年平均物质平衡为−0.24米/年，2000—2010年平均物质亏损量为1989—1999年平均值的3倍。

青藏高原另外一个突出的特点是其上广泛分布着数量众多、面积广阔的内陆湖。这些内陆湖泊的水量平衡涉及复杂的水文过程；这些湖泊过去几十年的动态可以较好地反映全球变暖条件下的水循环变化。结合卫星图像和实地调查，我们证实1976—1999年青藏高原内陆封闭湖泊变化多样，但1999—2010年这些湖泊的面积和深度均明显增大[11]。如图6所示，我们选取的99个青藏高原湖泊总面积在1976—1990年略微减少了2.3%，1990—1999年增加了5.7%；1999年以来，湖泊则呈现总体扩

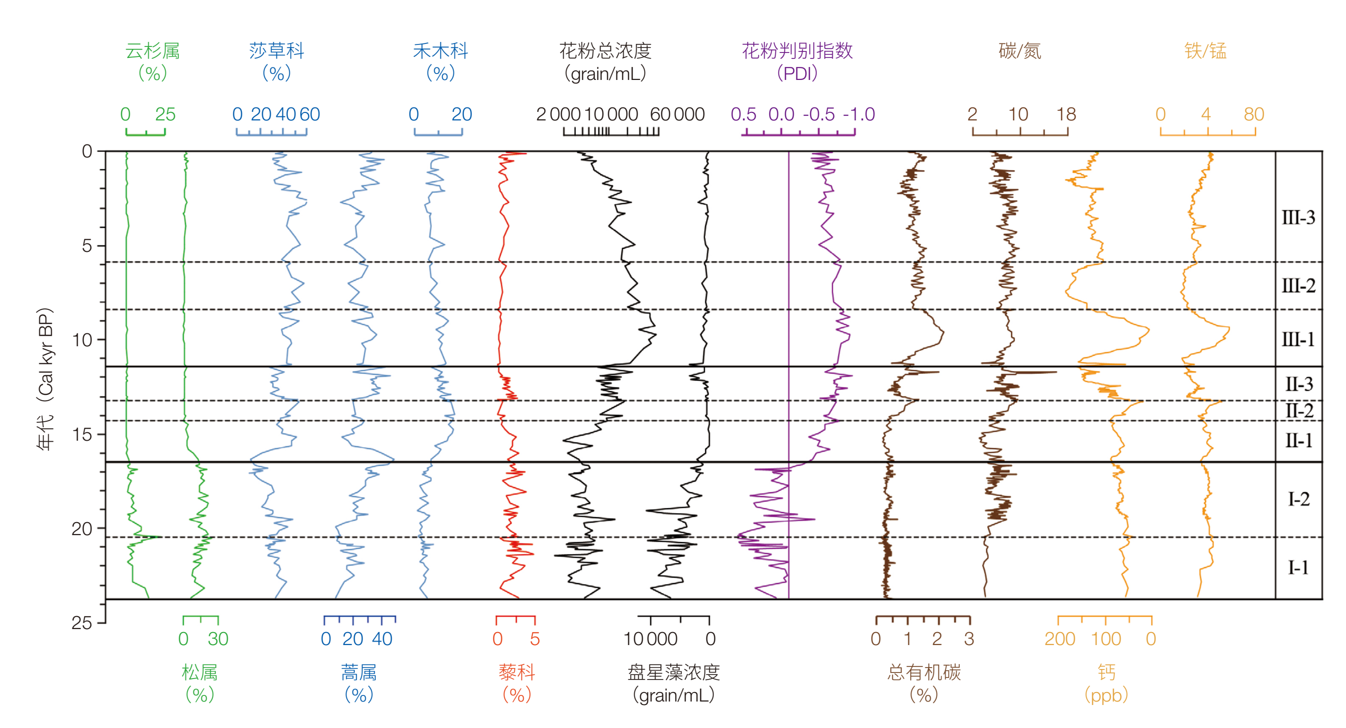


图4 过去2.4万年青藏高原中部沉积岩芯各项环境指标对比

各指标均显示距今1.65万年前后发生明显转变，指示由西风主导转为印度夏季风主导。阶段II-1总有机碳、钙质、蒿属含量较低而莎草科含量较高，反映该阶段寒冷潮湿。阶段II-2总有机碳、莎草科含量较高而钙质含量较低，反映这一阶段温暖潮湿。阶段II-3（对应新仙女木事件）总有机碳、莎草科含量较低，而蒿属和钙质含量较高，反映这一阶段寒冷干燥。全新世早期（阶段III-1）总有机碳、铁/锰含量较高而钙质含量较低，反映温度有所上升，Cal kyr BP代表距今千年[9]

图5 青藏高原及其周边地区冰川状态的时空变化模式

（a）82 条冰川的退缩情况；（b）7090 条冰川的面积缩减情况；（c）15 条冰川的物质平衡变化情况。冰川分为 7 个区域，沿顺时针方向依次用罗马数字在（a）-（c）中标出。（d）2006—2010 年度 11 条冰川的累积物质平衡；（e）物质平衡时间序列最长的 3 条冰川的累积物质平衡[10]。图 c 方框内及图 d，e 图例中的英文表示不同冰川名称。其中，Qiyi：七一冰川；Kangwure：抗物热冰川；Xiaodongkemadi：小冬克玛底冰川；Muztag Ata：慕士塔格冰川；Naimona′nyi：纳木那尼冰川；Zhangxi：中习冰川；Gurenhehou：古仁河口冰川；Parlung No.10，12，94，390：帕隆 10 号，12 号，94 号，390 号冰川；AX010、Hamtah、Chhota Shhota Shigri 为尼泊尔和印度境内的三条冰川

张，总面积增幅达到 18.2%。1999—2010 年湖面面积平均增长率是 1990—1999 年期间的 3 倍。空间上，青藏高原内陆湖泊和喜马拉雅山地区湖泊呈现近期南北反相变化状态：印度季风影响下的高原南部雅鲁藏布江流域湖泊面积普遍缩减，而西风控制区的北部羌塘高原湖泊普遍强烈扩张（图 6）。

4 西风与印度季风之间相互作用对现代生态系统的影响

物候变化是生态系统对气候变化响应的最敏感的指示器。国内外大量研究表明，全球变暖，尤其是春季气温升高，会令温带与寒带返青始期显著提前。在青藏高原，植被返青变化会影响牧草产量，从而影响畜牧生

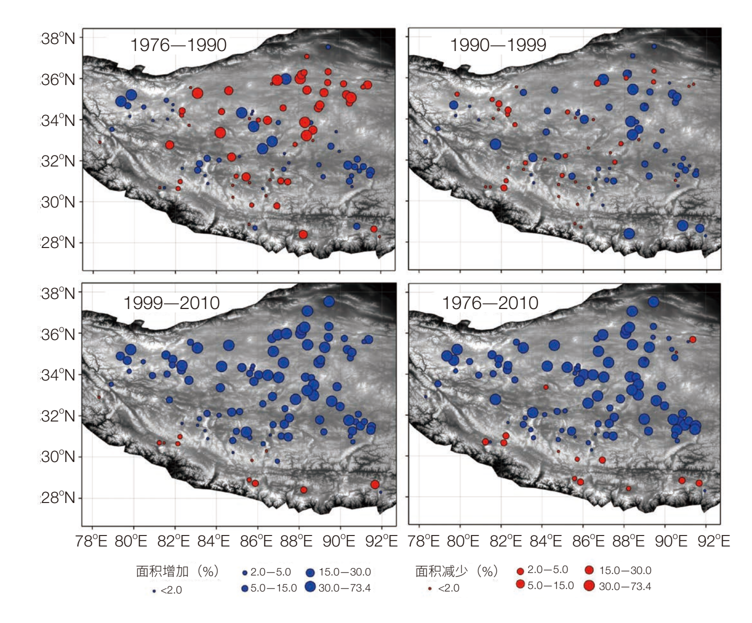


图6 1976—2010 年期间不同阶段青藏高原内陆湖泊和喜马拉雅地区湖泊的面积变化

红色代表面积萎缩，蓝色代表面积增大[11]

产。目前青藏高原的物候变化信息主要从遥感技术获取的植被指数中提取。近十余年，青藏高原春季温度出现大范围上升，但是，该区域广泛存在春季雪、冰等不利因素，极易影响该植被指数的数据质量。因此，学界对于青藏高原植被返青始期有没有提前存在争议。

我们收集了4套遥感数据，严格地校正了雪、冰、云等不利因素对数据的影响，利用目前国际上常用的5种方法，从遥感数据中提取出返青始期，结合气象观测资料，系统分析了青藏高原近十年返青始期变化。结果表明，2000—2011年青藏高原春季温度上升达0.10摄氏度/年，但是在区域尺度上植被返青始期并没有显著变化趋势（图7）[10]。进一步研究表明，出现这种现象是因为青藏高原西南部返青始期推迟，而东北部的返青始期提前，二者相互抵消了影响（图8）[12]。返青始期的空间差异与降水变化一致，表明降水在调控青藏高原春季物候中发挥着重要作用[13]。整体上，近年来青藏高原西南部春季降水量下降，而东北部降水量上升。

除了青藏高原植被物候对温度变化响应不显著，进一步分析北半球温度与植被生长的关系还发现，1982—2011年北半球植被生产力与温度的相关关系显著地降低，表现为20世纪80年代和90年代中期气候变暖显著促进北半球植被生产力，但最近15年其关系并不显著（图9）。模型模拟结果表明，气候变化是导致植被生产力与温度关系下降的主要原因，而大气CO_2浓度上升等因素的贡献相对较少[15]。然而，在地球“第三极”的青藏高原地区，过去30年来，植被生长对温度变化的响应并没有显现出明显的动态变化规律，与北半球高纬地区植被并不一致。我们基于青藏高原实地观测资料、卫星测量的植被绿度数据以及网格蒸散量，结合区域气候模式展开研究，发现与北极地区相反，青藏高原的植被活动增强，对生长季白天变暖有削弱作用（图10）。出现这样的负反馈，主要是由于植被绿度增加，导致具有降温作用的植被蒸腾增强[16]。这些研究为我们理解该青藏高原地表对气候的生物物理反馈提供了新视角。

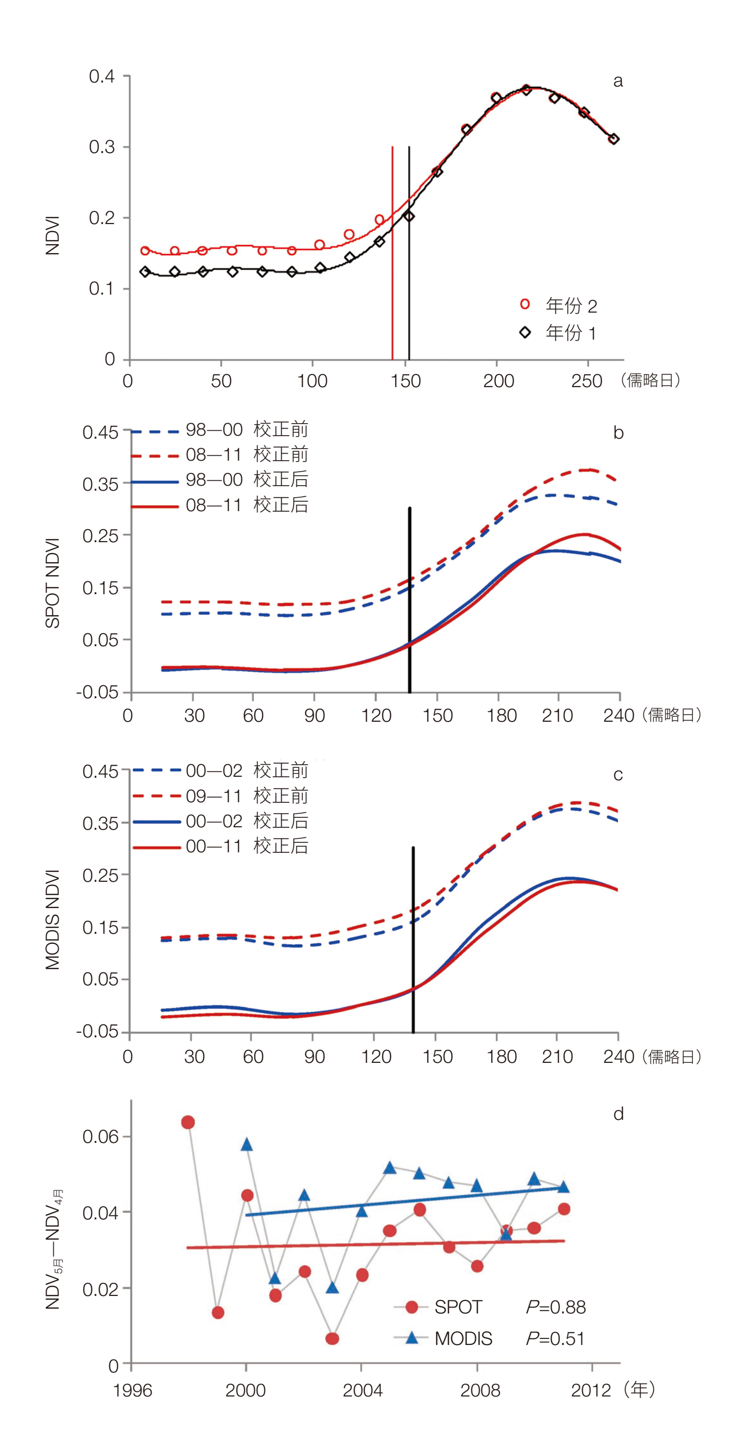


图7　2000—2011年青藏高原植被平均返青始期变化

（a）非生长季归一化植被指数（NDVI）增加对植被返青始期提取的影响示意图。从年份1到年份2，植被返青始期没有变化，但是非生长季积雪覆盖减少，导致NDVI上升，导致提取的返青始期人为提前；(b) 最早3年（2000—2002年）和最近3年（2009—2011年）的年平均SPOT NDVI曲线（SPOT为陆地观测卫星的法语单词缩写）；(c) 最早3年（2000—2002年）和最近3年（2009—2011年）的年平均MODIS NDVI曲线（MODIS为获取NDVI的一种光学传感器的英语单词缩写）；（d）5月减去4月SPOT NDVI和MODIS NDVI的差的年际变化；如果2000—2011年期间植被返青有提前趋势，则5月NDVI减去4月NDVI的差亦会呈现增加趋势[12,14]

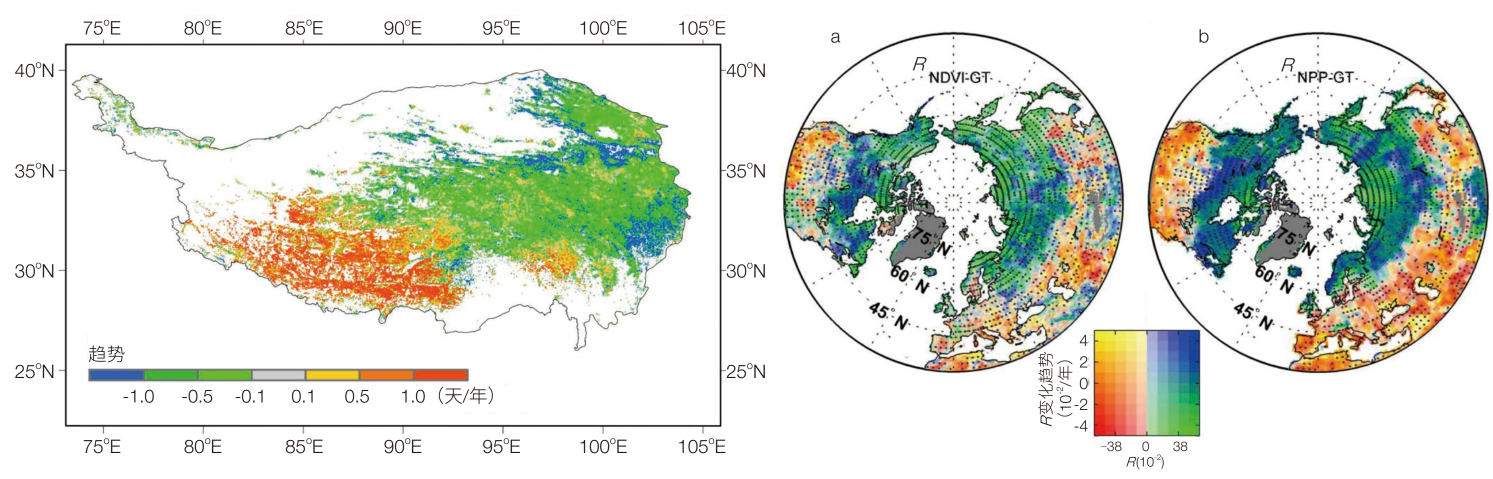


图 8　2000—2011 年青藏高原植被返青始期变化率的空间特征

暖色代表推后，冷色代表提前[12]

图 9　北半球中高纬度植被生长对生长季平均温度变化的响应

(a) 生长季平均温度 (GT) 与遥感获取的 NDVI 的偏相关系数 $R_{NDVI\text{-}GT}$ 及其变化趋势；(b) 生长季平均温度与生态系统过程模型模拟的植被生产力 (NPP) 的偏相关系数（R）NPP-GT 及其变化趋势。在颜色图例中，横轴代表 1982—2011 年间生长季平均温度与 NDVI 或 NPP 相关系数；纵轴表示 NDVI 或 NPP 与生长季平均温度的偏相关系数的变化趋势[15]

1982—2010 AVHRR　1982—1999 AVHRR　2000—2010 AVHRR　2000—2010 MODIS　2000—2010 SPOT

T_{mean}变化趋势（°C/10年）：a R=−0.42***；b R=−0.43***；c R=−0.46***；d R=−0.50***；e R=−0.35***

T_{max}变化趋势（°C/10年）：f R=−0.36***，R_{P1}=−0.23*；g R=−0.43***，R_P=−0.37***；h R=−0.46***，R_P=−0.42***；i R=−0.50***，R_P=−0.61***；j R=−0.35***，R_P=−0.45***

T_{min}变化趋势（°C/10年）：k R=−0.35***，R_{P1}=−0.12；i R=−0.24*，R_P=−0.07；m R=−0.24*，R_P=−0.07；n R=−0.50，R_P=−0.24*；o R=−0.01，R_P=−0.20

-0.03 -0.01 0.01　-0.01 0.03　-0.06 0.01 0.08　-0.01 0.08　-0.01 0.05 0.11

生长季NDVI变化趋势（1/10年）

图 10　青藏高原生长季 NDVI 趋势与 T_{mean}，T_{max} 和 T_{min} 的空间关系

(a)—(o) 在最上方给出了计算时间趋势的周期和 NDVI 数据集。其中每个点代表一个站。R 是生长季 NDVI 趋势与温度趋势之间的相关系数。R_P 代表通过控制 T_{min}（或 T_{max}），生长季 NDVI 趋势相对于 T_{max}（或 T_{min}）趋势的偏相关系数。T_{mean}，T_{max} 和 T_{min} 分别代表日平均值，白天最高温度和夜间最低温度。*** $P < 0.01$; * $P < 0.10$。无星号的相关性则不显著（$P > 0.10$）[16]

5 结论

认识西风和印度季风两大环流对青藏高原水汽传输过程的影响，可以揭示这一地区冰川、湖泊、河流、生态系统等空间变化差异性的驱动机制。研究发现青藏高原降水稳定氧同位素的时空分布模式可以分为3个不同的模态，即西风模态、印度季风模态和过渡模态。这一降水模态对区域水体相态转换产生重要影响。在冰川变化方面，无论是冰川长度、冰川面积还是冰量变化均表明沿印度季风模态控制下的喜马拉雅山脉和高原东南部冰川退缩显著，过渡模态区青藏高原中部唐古拉山—羌塘高原退缩程度减弱，西风模态控制的高原西北部以及喀喇昆山地区变化较小甚至部分出现前进的现象。湖泊变化方面，在印度季风模态影响的高原南部湖泊面积和水量均在减小，而在西风模态控制的高原北部羌塘高原则明显增加。整个区域遥感反演和典型地区野外观测均发现，降水对植被返青期具有明显的控制作用，高原东北部春季温度上升和降水增加使返青期提前，而高原西南部降水减少导致返青期推后。

参考文献

1 Qiu J. The Third Pole. Nature, 2008, 454(7203): 393-396.

2 Immerzeel W W, Van Beek L P, Bierkens M F. Climate change will affect the Asian water towers. Science, 2010, 328(5984): 1382-1385.

3 Ye D. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood. Bull Am Meteorol Soc, 1981, 62: 14-19.

4 Gao J, Masson-Delmotte V, Yao T, et al. Precipitation water stable isotopes in the south Tibetan Plateau: observations and modeling. J Clim, 2011, 24: 3161-3178.

5 Tian L, Yao T, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2003, 108(D9): 469-474.

6 Yang X, Yao T, Yang W, et al. Isotopic signal of earlier summer monsoon onset in the Bay of Bengal. J Clim, 2012, 25: 2509-2516.

7 Yao T, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. A review of climatic controls on δ^{18}O in precipitation over the Tibetan Plateau: observations and simulations. Rev Geophys, 2013, 51(4): 525-548.

8 Yu W, Yao T, Tian L, et al. Short-term variability in the dates of the Indian monsoon onset and retreat on the southern and northern slopes of the central Himalayas as determined by precipitation stable isotopes. Clim Dyn, 2016, 47(1-2): 159-172.

9 Zhu L, Lu X, Wang J, et al. Climate change on the Tibetan Plateau in response to shifting atmospheric circulation since the LGM. Sci Rep, 2015, 5(5): 13318.

10 Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. Nat Clim Change, 2012, 2(9): 663-667.

11 Lei Y, Yang K, Wang B, et al. Response of inland lake dynamics over the Tibetan Plateau to climate change. Clim Change, 2014, 125(2): 281-290.

12 Shen M, Zhang G, Cong N, et al. Increasing altitudinal gradient of spring vegetation phenology during the last decade on the Qinghai-Tibetan Plateau. Agr For Meteorol, 2014, 189–190: 71-80.

13 Shen M, Piao S, Cong N, et al. Precipitation impacts on vegetation spring phenology on the Tibetan Plateau. Glob Change Biol, 2015, 21(10): 3647-3656.

14 Shen M, Sun Z, Wang S, et al. No evidence of continuously advanced green-up dates in the Tibetan Plateau over the last decade. PNAS, 2013, 110(26): E2329.

15 Piao S, Nan H, Huntingford C, et al. Evidence for a weakening relationship between interannual temperature variability and northern vegetation activity. Nat Commun, 2014, 5: 5018.

16 Shen M, Piao S, Jeong S J, et al. Evaporative cooling over the Tibetan Plateau induced by vegetation growth. PNAS, 2015, 112: 9299-9304.

Chained Impacts on Modern Environment of Interaction between Westerlies and Indian Monsoon on Tibetan Plateau

Yao Tandong[1,2] Piao Shilong[1,2,3] Shen Miaogen[1,2] Gao Jing[1,2] Yang Wei[1,2] Zhang Guoqing[1,2] Lei Yanbin[1,2] Gao Yang[1,2]
Zhu Liping[1,2] Xu Baiqing[1,2] Yu Wusheng[1,2] Li Shenghai[1]

(1 Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;
2 Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;
3 Department of Ecology, College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract The westerlies and the Indian monsoon are the primary atmospheric circulations impacting climate and environmental changes on the Tibetan Plateau. Our results reveal that both the intensity and extent influenced by these two circulations display distinct spatial and temporal patterns. Based on both the *in-situ* oxygen stable isotope in precipitation and simulation from high resolution isotopic GCM models, three modes of interaction between the westerlies and the Indian monsoon (the westerlies model; the transitional model; and the monsoonal model) were founded on the Tibetan Plateau. The lake sediment further evidence that the extents of three model domains display the temporally change. We also found three distinct change patterns of glaciers, lakes, and ecosystem on the Tibetan Plateau which corresponded to three models of interaction between the westerlies and the Indian monsoon. In the monsoon domain, it is characterized with greatest glacial retreat, widespread reduction in lake area, and the delay in green-up dates; in contrast, the stable or even increasing glacial volumes, significant lake expansion, and an advance in green-up dates were found in the westerlies domain; the relative complex process of glaciers, lakes, and ecosystem occurs in the transitional domain.

Keywords westerlies, Indian monsoon, Tibetan Plateau, environmental impact

姚檀栋 中科院院士，中科院青藏高原所所长、研究员。长期从事第三极冰川与环境研究，发起并推进了“第三极环境（TPE）”国际计划，开拓和发展了中国山地冰芯及青藏高原地球系统科学研究。他通过青藏高原降水稳定同位素揭示了西风-印度季风相互作用的3种模态，并发现这直接影响目前气候背景下青藏高原的冰川与湖泊变化。这些科学成果先后在国际高端科学杂志发表，并产生了重要国际影响。文章发表以后的引用率达到0.01%的高被引论文行列，姚檀栋所带领的研究团队是汤森路透知识产权与科技事业部（现Clarivate Analytics公司）评选出的2015年和2016年地学十大前沿领域的第一方阵。曾获得何梁何利奖和多项国家自然科学奖。2017年，鉴于他在青藏高原冰川和环境研究方面所作出的贡献，被瑞典人类学和地理学会授予维加奖。E-mail: tdyao@itpcas.ac.cn

Yao Tandong Having been spending years studying Third Pole glaciers and environment, he is an elected member of the Chinese Academy of Sciences (CAS). As the initiator and promoter of the international programme of Third Pole Environment (TPE), Prof. Yao spearheaded the research on Chinese mountain ice cores and the Tibetan Plateau Earth System. He identified the three modes of westerly-monsoon interaction using Tibetan Plateau precipitation stable isotopes, which, as he revealed, directly affect how glaciers and lakes change on Tibetan Plateau in current climate. Prof. Yao's findings have been published in reputable international journals and bear considerable influence, as his works are among the 0.01% most cited papers. The research group led by Prof. Yao is among the top ones on the 10 major frontiers of geosciences listed by Thomson Reuters in 2015 and 2016. Prof. Yao has won, among others, the Ho Leung Ho Lee Foundation Award for Scientific and Technological Progress. In 2017, Prof. Yao is awarded the Vega Medal for his contributions to research on glaciers and the environment on the Tibetan Plateau. E-mail: tdyao@itpcas.ac.cn